

## A talajszelvény víztartóképessége

KOVÁCS GYÖRGY és PÉCZELY TIBOR

*Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest*

Közismert, hogy a talajtan és a talajmechanika tudománya különböző fizikai paramétereket használ a talajminta anyagi tulajdonságainak leírására, illetőleg víztározó kapacitásának jellemzésére és ezekhez viszonyítva adja meg a pillanatnyi víztartalomértéket a talajállapot teljes leírása érdekében. Az alábbi vizsgálat arra törekszik, hogy a talajvízfelszín feletti teljes talajszelvény — a telítetlen és a közbenső talajzóna — víztartalom-eloszlásának egységes jellemzésére javasoljon eljárást.

A talajvízfelszín feletti talajnedvesség-állapotot jellemző különböző rétegek meghatározásában a Nemzetközi Hidrológiai Dekád Talajvízhidrológiai Munkacsoportjának meghatározási módszerét követjük [15]. Ezen koncepció szerint a telített zóna — ahol a gravitációs talajvíz tározódik — a Föld kérgének az a része, amelyben a hézagok teljes mértékig vízzel vannak kitöltve és ahol a víz atmoszférikus és hidrosztatikus nyomás hatása alatt van. Ennek a zónának a felső határoló síkja a talajvíztükör, ahol a nyomás az atmoszférikus nyomással egyenlő. A telítetlen zóna felső határoló síkja a talajfelszín. Ebben a zónában a hézagokat részben víz, részben levegő tölti ki. A víz vékony film alakjában veszi körül a talajszemcséket. Ez a vízfilm a tapadó erő hatására kötődik a szemcse felszínéhez. Ezen két zóna között létezik egy átmeneti szakasz a talajszelvényben, az úgynevezett közbenső (átmeneti, vagy részlegesen telített) zóna, amelyben vagy minden hézag, vagy azoknak egy része vízzel telített és ahol a vizet a kapilláris erők tartják vissza a gravitációval szemben. Ezért ezt a zónát „kapilláris zónának” is nevezik. Alsó, talajvíztükörhöz közeli része — amelyben a kapillaritás minden hézagot teljesen (vagy csaknem teljesen) kitölt vízzel a zárt, míg felső része a nyílt kapilláris zóna. A két eltérő kapilláris zóna kialakulásának oka az a tény, hogy a kapilláris emelkedés magassága fordítottan arányos a hézagátmérővel és ezért a talajvíztükör felett egy bizonyos magasságon túl a kapillaritás csak a szűkebb pórusokat képes telíteni.

A különböző zónákban végbemenő folyamatok magyarázata, valamint a talajvíztükör feletti talajnedvesség valószínű eloszlásának meghatározása érdekében szükséges, hogy a víztartalom pontoszerű mérésére kidolgozott módszereket kibővítsük és létrehozuk azoknak a paramétereknek a kombinációját, amelyek alkalmasak a talajnedvesség egyensúlyi állapotának leírására a talajfelszín és a talajvíztükör közötti függőleges talajszelvény mentén.

A talajminta víztartalmát a hézagokban levő víz súlyának vagy térfogatának a minta teljes száraz súlyához, illetve teljes térfogatához viszonyított arányával mérjük. A továbbiakban megkülönböztetésül  $w$  jelöli a súlyszázalékban kifejezett,  $W$  pedig a térfogathoz viszonyított víztartalmat.

A vizsgált minta súlyméréssel, vagy más úton (neutronszoonda, elektromos ellenállás vagy kapacitásmérés stb.) meghatározott víztartalma pillanatnyi érték, amely a vizsgált minta, pont vagy szelvény (függőleges vonal) adott időpontbeli állapotát (pillanatnyi víztartalmát) jellemzi anélkül, hogy bármilyen egyéb információt adna a mért vízmennyiséget tartalmazó talaj tulajdonságáról. Ezért a víztartalmat mindig viszonyítanunk kell a porozitás-

hoz (telítettségi tényező) és össze kell hasonlítanunk a talajminta meghatározott állapotához tartozó víztartalom értékekkel, vagy értékekkel.

A sajátos paraméterek kiválasztásakor a leglényegesebb követelmény, hogy az általuk leírt állapot jellegzetes és könnyen megismételhető legyen. Ebből a szempontból a talajmechanikában használt plaszticitási paraméterek ( $w_L$  ill.  $W_L$  folyási határ és  $w_p$  ill.  $W_p$  plasztikus határ) jól meghatározott értékek, bár a minta önkényesen választott állapotaihoz tartoznak.

Bár a talajtanban általában használt sajátos talajnedvesség értékek, mint paraméterek sokkal természetesebb tulajdonságot jellemeznek, mint a talajmechanikai paraméterek, azonban az általuk leírt állapot ismételt előállítása okoz nehézséget, mivel az nincs pontosan meghatározva. Például a vízkapacitás ( $w_{fc}$  ill.  $W_{fc}$ ) azt a vízmennyiséget mutatja, amely a mintában a gravitáció ellenében visszamarad. Ez fontos paraméter, azonban számos meghatározatlan tényező befolyásolja (például: a hőmérséklet, a levegő relatív páratartalma stb.). Ezek közül a vizsgált pont talajvíztükörhöz viszonyított helyzete talán a legfontosabb. Ezért a definícióban rögzített állapot egyértelműen alig reprodukálható, illetve a meghatározás pontosabb fizikai magyarázatot igényel. Ugyanez a megállapítás vonatkozik a hervadási pontra ( $w_{wp}$  ill.  $W_{wp}$ ) is, ami az a víztartalom, amelyet a növény gyökérzete már nem tud a szemesékről leválasztani. Közvetlen belátható, hogy ez az érték függ a gyökér által kifejtett szívástól is, ami viszont növényenként változik, és befolyásolja a növény fejlődési foka is.

A talajban használt sajátos víztartalom paraméterek közül a legáltalánosabbak és egyértelműen leginkább ismételhetők a higroszkopikus víztartalom (vagy higroszkóposság) különböző értékei ( $w_{hy}$  ill.  $W_{hy}$  MITSCHERLICH-féle és  $w_{hY}$  ill.  $W_{hY}$  KURON-féle higroszkóposság).

### A vízkapacitás és a szabad hézagterfogató elemzése

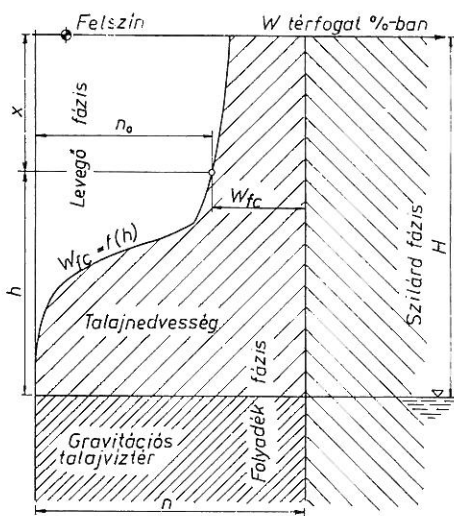
Mint már említettük, a vizsgált talajhasáb vízvisszatartó képessége függ a minta helyétől (attól, hogy környezetétől elkülönített mintát vizsgálunk, vagy az része egy folyamatos talajszelvénynek és ez utóbbi esetben a vizsgált pont milyen magasan helyezkedik el a talajvíztükör felett). Ennek az állításnak a helyessége könnyen belátható. A környezetétől elkülönített talajminta esetében a gravitáció hatását a pórusokban lévő víz súlya jelenti. Ha a talajhasáb (amelynek vízvisszatartóképeségét vizsgáljuk) része egy folyamatos talajszelvénynek, a minta helyzete a gravitációs potenciáalterében rögzített. A potenciáltér hasonló síkja a talajvíztükör szintje, ahol a többletnyomás zérus, (azaz a gravitációs potenciál zérus ezen a szinten). Ebben a térben a gravitáció hatását erre az alapsíkra vonatkoztatva kell kifejezni, a gravitáció a vizsgált pontnak a talajvíztükör feletti magasságával arányos szívást okoz. Fizikailag ezt az értelmezést a vízfilm folyamatos láncolatának feltételezésével lehet magyarázni. A vízfilmekből alkotott folyadéktér zárt rendszer, amelyben a vízrészecskékre ható nyomás (ez esetben negatív nyomás, azaz szívás, minthogy a vízrészecske a zérus többletnyomású talajvíztükör felett van) arányos annak a függőleges vízoszlopnak a súlyával, amely a hasonlító és a részecske között helyezkedik el, függetlenül a vizet befogadó tér alakjától. Ezért az említett definíció szerint értelmezett vízkapacitás adott pontbeli értéke nagyobb a talajvíztükör közelében, ahol a gravitáció okozta szívás kisebb, mint a talajszelvény magasabban elhelyezkedő pontján. Egy elkülö-

nített talajmintán mért vízviisszatartó kapacitás ezért értelmezhetetlen paraméter, amikor egy teljes talajszelvény mentén vizsgáljuk a talajnedvesség eloszlását, illetőleg csak úgy alkalmazhatjuk azt a szelvény adott helyzetű pontjának jellemzésére, ha a mintát a talajvíz mélységnek megfelelő szívással víztelenítjük.

A háromfázisú talajzóna vizsgálatában általában használatos egy másik paraméter is, amely kérdéssé válik a vízkapacitás előbb ismertetett magyarázatának elfogadásával, azaz akkor, ha a vízkapacitást a talajvíztükör feletti magasság függvényében határozzuk meg. Ez a paraméter a szabad, vagy gravitációs hézagterefogat (általában  $n_0$ -val jelölik), amely a klasszikus meghatározás szerint a teljes hézagterefogat azon része, ahol a vizet a talajszemcsékhez nem köti tapadó feszültség, illetve, amely hézagok nincsenek a kapillaritás hatására vízzel kitöltve az adott feltételek esetén, és ahol ezért a víz szabadon mozog a gravitáció hatására. Következésképpen a korábbi közlések azt javasolják, hogy a szabad hézagterefogatot a teljes hézagterefogat és a térfogatarányban kifejezett vízkapacitás különbségeként számítsuk. Elfogadva, hogy a vízkapacitás a vizsgált pont helyzetének a függvénye, kijelenthetjük, hogy a gravitációs hézagterefogatot is a talajvíztükör feletti magasság függvényeként lehet csak kifejezni.

Minden talajszelvényben meg lehet határozni egy vonalat, amely a teljes hézagterefogatot két részre osztja: az egyik rész az előzőek szerint értelmezett és így a pont magassági helyzetétől függő értékű pontszerű vízkapacitás, a másik az előbbi a teljes porozitásra kiegészítő szabad hézagterefogat. Nyilvánvaló, hogy a pontszerű vízkapacitás a talajvíztükör közelében viszonylag nagyobb és a talajszelvény mentén felfelé haladva értéke csökken, amíg a szabad hézagterefogat fordítottan változik. Az is világos, hogy a két paraméter összege, egy adott magasságban, a teljes porozitással egyenlő és ez az összeg állandó, ha a hézagterefogat nem változik a talajszelvény mentén (1. ábra).

Létezik egy másik feltétel is, amely figyelembe veendő, amikor egy talajszelvényben ennek a teljes porozitást kettéosztó vonalnak a helyzetét keressük. Ha a porozitásnak a vízkapacitással lefedett része vízzel kitöltött és a fennmaradó részt levegő foglalja el, a talajnedvesség dinamikus egyensúlyban van a talajszelvényben, nincs vízmozgás, ha csak külső erő nem hozza létre azt (például párolgás a felső talajrétegből, beszivárgás a felszínen át, a talajvíz szintjének változása stb.). A dinamikus egyensúly csak akkor alakulhat ki, amikor a ható belső erők egyensúlyban vannak.



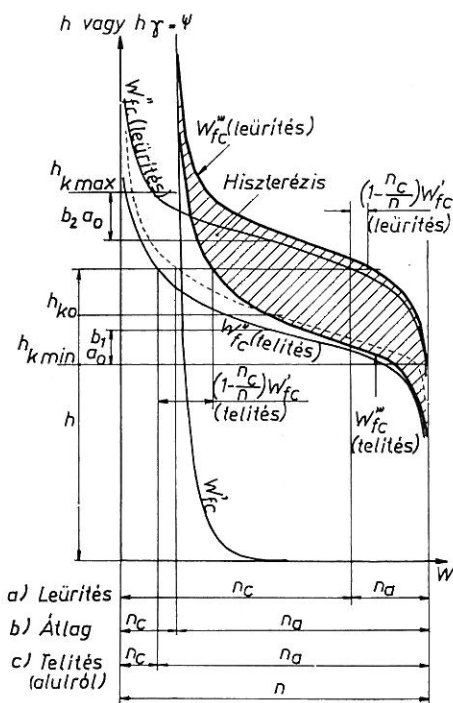
1. ábra

A talaj szilárd-, folyadék- és levegő fázisának megoszlása a talajszelvényben.  $x$  = mélység a felszín alatt;  $h$  = magasság a talajvízfelszín fölött;  $W_{fc}$  = a vízkapacitás pontszerű értéke;  $H$  = a talajvízfelszín mélysége;  $n$  = teljes porozitás;  $n_0$  = gravitációs porozitás

Valamely talajszelvény legfelső, telítetlen zónáját vizsgálva a belső erők a vízfilm felületén kialakuló feszültség és a gravitáció. Egyensúlyi állapotuk kifejezhető azzal a feltétellel, hogy a teljes hidraulikai gradiens (I) vízszintes és függőleges irányokban egyaránt zérussal egyenlő. Vízszintes síkban vizsgálva a folyamatot, ez a feltétel homogén közegben megkívánja, hogy a függőleges talajnedvességeloszlás megegyezzen minden szelvényben, míg függőleges irányban a feltétel a tapadó feszültség és a gravitáció közötti egyensúly:

$$I = \frac{\left(h + \frac{1}{\gamma} \psi\right)}{dx} = \frac{1}{\gamma} \frac{d\psi}{dx} - 1 = \frac{1}{\gamma} \frac{d\psi}{dW} - 1 = 0; \quad 1.$$

figyelembe véve, hogy  $h = H - x$ .



2. ábra

Hiszterézis hatása a pF görbére.  $h_{kmax}$  = legnagyobb kapilláris emelési magasság;  $h_{kmin}$  = minimális kapilláris emelési magasság;  $W'_{fc}$  = telítetlen zóna vízkapacitása;  $W''_{fc}$  = zárt kapilláris zóna vízkapacitása;  $W'_{fc}$  = nyílt kapilláris zóna vízkapacitása;  $n$  = porozitás;  $n_c$  = kapilláris porozitás;  $n_a$  = tapadó feszültség hatása alatt álló hézagterefogat

Ebből az egyenletből a vízkapacitás (a dinamikus egyensúlyi állapothoz tartozó víztartalom a talajszelvény különböző magasságban levő rétegében), a vizsgált pont talajvíztükrő feletti magasságának ( $h$ ), vagy a felszínalatti mélységnek ( $x$ ) függvényeként számítható, ha a tapadó feszültség és a víztartalom közötti összefüggés ismert. A kapott egyenlet, ami tehát a legfelső telítetlen zónában (ha  $h > h_{kmax}$ , ahol  $h_{kmax}$  a legnagyobb kapilláris emelési magasság, amely a telítetlen zóna alsó határát jelöli ki) leírja a vízkapacitás és a gravitációs hézagterefogat zónái közötti osztóvonal helyzetét, a következő:

$$W'_{fc} = f(h) = f(H - x) \quad 2.$$

( $W'_{fc}$  a telítetlen zóna vízkapacitását jelzi, míg ugyanezt a paramétert a nyílt kapilláris zónában —  $h_{kmin} < h < h_{kmax}$  esetén —  $W''_{fc}$ -vel, a zárt kapilláris zónában —  $h < h_{kmin}$  esetén —  $W'_{fc}$ -vel fogjuk jelölni; 2. ábra).

Az átmeneti zónában uralkodó állapot eltér a háromfázisú zónáétól, mivel itt a gravitációt két erő (a kapilláris és a tapadó erő) egyensúlyozza. A tapadóerő a szemcsék és a vízmolekulák közötti vonzerő eredője, amely a szemcsék körül létrehozza és fenntartja a vízfilmeket. A kapilláris erő a vízmolekulák közötti vonzásban a víz felületén és annak közelében tapasztal-



ható aszimmetria következménye. Ez hozza létre a felületi feszültséget, amelynek eredménye a görbült meniszkusz kialakulása. Dinamikailag a meniszkusz hatását negatív többletnyomással (kapilláris szívás) fejezhetjük ki, amely felemeli a keskeny, teljesen telített pórusokban a vizet a talajvíztükör fölé. A kapilláris emelkedés fordítottan arányos a hézagok átmérőjével. Mint már említettük a közbenső (vagy részlegesen telített) zóna két részre osztható, a zárt kapilláris zónára, amely közvetlenül a talajvíztükör felett foglal helyet és magassága megegyezik a legnagyobb hézagoknak megfelelő kapilláris emelkedéssel, továbbá a nyílt kapilláris zónára, amely az előbbi fölött helyezkedik el a legnagyobb kapilláris emelési magasságig (amely a legkeskenyebb hézag-mérethez tartozik).

A zárt kapilláris zóna csaknem telített, mivel a kapilláris feszültség a vizet minden pórusban képes felemelni e zóna felső határáig. A vízkapacitás függőleges eloszlását (homogén, állandó hézagterefogatú közegben) ezért a porozitással megegyező állandóval jellemezhetjük:

$$W_{fc}'' = n = \text{const}; \quad 3.$$

(a 3. egyenlet elvileg akkor érvényes, ha  $h = 0$ , de jó közelítésként elfogadható a  $h < h_{k \min}$  tartományban, ahol  $h_{k \min}$  a valószínű legnagyobb hézagátmérőhöz tartozó minimális kapilláris emelés).

A mozgás erőtani jellemzése is különbözik a tapadó feszültségek zónájától. Az egyensúlyi állapotot nem lehet az 1. egyenlettel leírni. Egy  $h_k$  kapilláris emelési magasságú, a talajvíztükör fölött  $h$  magasságig vízzel kitöltött kapilláris csőben (amelynek átmérője fordítottan arányos a  $h_k$  emelési magassággal) a gradienst a gravitáció és a kapilláris feszültségek vízoszlop magasságban kifejezett különbségével lehet jellemezni.

$$I = \frac{1}{h} \frac{p - p_k}{\gamma} = 1 - \frac{h_k}{h}; \quad 4.$$

ahol  $p$  a  $h$  magasságú vízoszlop súlyából származó nyomás;  
 $p_k$  a kapilláris szívás.

Ha ez a gradiens zérus, a rendszer egyensúlyi állapotban van. Pozitív gradiens esetén (ha a gravitáció hatása meghaladja a kapilláris feszültség nagyságát) megkezdődik a cső leürülése a gravitációs talajvíztérbe a cső alsó végén és a vízszint addig süllyed, amíg az egyensúlyi helyzetet el nem éri. Ha a gradiens negatív, a csőben a víz emelkedik az egyensúlyi helyzet eléréséig és a víz a gravitációs talajvíztérből pótlódik.

A nyílt kapilláris zónában ( $h_{k \min} < h < h_{k \max}$ ) a hézagok egy része a kapillaritás hatása alatt áll (mégpedig  $h$  magasságig azok a hézagok, amelyek mérete kisebb, mint a  $h$ -hoz, mint kapilláris emelési magassághoz tartozó átmérő). A pórusok ezen részében a víztartalom megegyezik az ilyen hézagok teljes térfogatával. A többi hézagban a tapadó feszültség hatására vízfilm alakul ki a szemcsék körül és a víztartalomnak mind függőleges eloszlása, mind egyensúlyi állapota a telítetlen zónához hasonlóan jellemezhető. A kapillárisan kitöltött hézagoknak ( $V_c$ ) vagy a hézagterefogat ezen pórusokból számított részének ( $n_c$ ) aránya ( $R$ ) a teljes hézagterefogathoz ( $V_p$ ) vagy porozitáshoz ( $n$ ) viszonyítva a  $h$  talajvíztükör feletti magasság függvényeként határozható meg (lásd 2. ábrát):

$$R(h) = \frac{V_c(h)}{V_p} = \frac{n_c(h)}{n}; \quad 5.$$

ha  $h_{k \min} < h < h_{k \max}$ ;

$R \cong 0$ ; a  $h = h_{k \max}$  szinten; és

$R \cong 1$ ; ha  $h = h_{k \min}$ ;

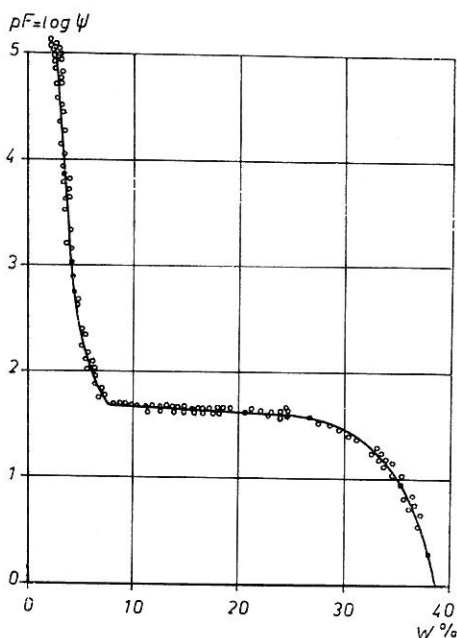
(a teljes porozitás  $n$ , amely az  $n_c$  és  $n_a$  részporozítások összegével egyenlő; ahol  $n_a$  a tapadó feszültségek hatása alatt álló hézagok figyelembevételével számított hézagtérfogat).

Igy a talajnedvességtartalom függőleges eloszlása a nyílt kapilláris zónában a 2., 3. és 5. egyenletek kombinációjából határozható meg:

$$W_{fc}''' = R(h) W_{fc}'' + [1 - R(h)] W_{fc}' = n_c(h) + \left[1 - \frac{n_c(h)}{n}\right] f(h); \quad 6.$$

(ha  $h_{k \min} < h < h_{k \max}$ ).

A vizsgált feltételből egy további következtetés vonható le. Már említettük, hogy a víztartalom önmagában a talaj viselkedéséről nem ad elegendő információt. Szükséges tehát ezeket az adatokat a minta meghatározott



3. ábra

Talajnedvesség egyensúlyi (pF) görbe. Vízszintes tengely: talajnedvesség térfogatszázalékban.

állapotához tartozó paraméterekhez viszonyítani. Ezt a megkötést most célszerű kiterjeszteni, mondván, hogy a pontszerűen végzett mérések — még ha olyan sajátos jellemzőkkel vetjük össze azokat, mint a higroszkópos nedvességtartalom, folyási vagy plasztikus határ — nem kielégítőek a talajter állapotának leírására. A talajszelvényben mindig a talajnedvesség teljes függélymenti eloszlását kell meghatározni és az eredményt a talajnedvesség dinamikus egyensúlyi állapothoz tartozó eloszlásához kell viszonyítani. Csak az aktuális eloszlás és az egyensúlyi görbe közötti különbségből lehet megállapítani, hogy a szelvényben hol van víztöbblet vagy vízhiány. Ez az eltérés mutatja, hogy a lehetséges függőleges vízmozgás lefelé vagy felfelé irányuló, minthogy a teljes hidraulikai gradienst a pillanatnyi talajnedvesség eloszlási görbe lefutásából (illetőleg ennek és az egyensúlyi eloszlásnak különbségéből) lehet számítani és a gradiens zérustól eltérő volta a vízmozgás előfeltétele.

Az egyetlen megoldatlan kérdés a dinamikai egyensúlyhoz tartozó talaj-

nedvesség függőleges eloszlását leíró egyenletnek (a 2. és a 3. egyenletnek, illetőleg ezek összegzéséből adódó 6. egyenletnek) számszerű meghatározása. Homogén közeg telítetlen zónájában ez a probléma lecsökkenthető a feszültség és a víztartalom közötti kapcsolat vizsgálatára, míg a közbelső zónában a vizsgálatot ki kell egészíteni a kapillaritás hatása alatt álló pórusok és a teljes hézagterefogat viszonyának meghatározásával. Ebből a feltételből egyenesen következik, hogy a pF görbét lehet felhasználni a keresett retenciós görbe meghatározására, illetőleg a pF görbe gyakorlatilag azonos a keresett eloszlási görbével.

### A pF görbe, illetőleg a talajnedvesség egyensúlyi eloszlását jellemző görbe szerkesztése és számítása

A pF görbe általánosan elfogadott meghatározási módja a vizsgált talajmintában létrehozott különböző nagyságú szívás ellenében a pórusokban visszatartott talajnedvesség értékének mérése. A mért pontok felrakása után összekötésükkel a pF görbe előállítható (3. ábra) (a szívást — amely megegyezik a vízfilm felületi feszültségével, illetőleg az adott víztartalom esetében telített pórusok kapilláris emelőképességével — a helyettesítő vízoszlop magasságával mérjük és logaritmusát ábrázoljuk, míg a víztartalmat aritmetikus skálán mérjük fel [2]. A szívóhatás előállításához számos alkalmazásra javasolt berendezés ismeretes, ezek szerkezete leginkább az alkalmazandó szívás mértékétől függ.

A két görbe (azaz a pF görbe és a talajnedvesség visszatartó képességet jellemző görbe) azonosul ha az ozmotikus erők elhanyagolhatók. A pF görbe ugyanis a víztartalom és a minden erő hatását magába foglaló szívó-feszültség közötti kapcsolatot fejezi ki. Az ozmózist elhanyagolva, a megmaradó ható erők a gravitáció és a tapadó feszültség, kiegészítve a kapillaritással az átmeneti, részlegesen telített zónában. Ezek a visszamaradó erők pedig pontosan azok, amelyeknek egyensúlyi állapota (vagy pontosabban az ehhez az állapothoz tartozó víztartalom) a talajnedvesség-visszatartási görbével jellemezhető.

Különbség csak a két görbe meghatározásából adódik. A pF görbe egy talajminta víztartalma és a szívófeszültség közötti összefüggést írja le, meghatározva ez elkülönített mintára alkalmazott különböző mértékű szívások hatását. Tekintettel arra, hogy az egyenértékű vízoszlopban kifejezett szívóhatás azonos a gravitáció által okozott szívással egy adott talajvíztükör feletti magasságban, nyilvánvaló, hogy a két görbének homogén talajszelvény esetén (azonos anyag és porozitás esetében) azonosnak kell lennie (ismételten feltételezve, hogy az ozmotikus erők elhanyagolhatók). Ez az oka, amiért a pF görbe fizikai magyarázatával foglalkozunk a továbbiakban, amely ugyanakkor magyarázatát és megérthetőségét adja a talajnedvesség-visszatartási görbe fizikai jellemzésének is.

A keresett görbét elméleti modell alapján is meghatározhatjuk. Az ellenőrző mérések azt igazolták, hogy ez az elméleti görbe homogén szemcsés talajokban a ténylegesen mért eloszlási görbékkel jól megegyezik még az egészen kis szemcsés tartományában is. A gyakorlatban azonban homogén szemcsés közeg a homokrétegekre jellemző. A kötött talajokban, különösen azok felső, mezőgazdaságilag művelt és gyökerekkel átnőtt zónájában a homogenitás feltétele már nem kielégített (másodlagos porozitás, aggregálódás,

morzsalékos szerkezet kialakulása stb.). Ezért a modell alapján meghatározott összefüggések a gyakorlati feladatok legtöbbszörében csupán az összefüggések jellegének felismerésére alkalmasak, ehhez azonban jó segítséget nyújtanak. Ezért úgy véljük, az elméleti alapoknak a következőkben adott feltárása a gyakorlati célokat is szolgálja.

1. *A talajnedvesség egyensúlyi állapotát jellemző görbe leírása a telítetlen zónában*

A telítetlen zónában a víz a talajszemcsékből kialakuló szilárd falat vékony filmréteg alakjában borítja. A tapadó feszültség az az erő, amely a vizet ezen a helyen a gravitációval szemben visszatartja. Az ilyen típusú erőt (a VAN DER WAALS erőt) az elméleti fizikában általában a vízfilm felületén fellépő feszültségnek ( $\psi$ ) a vízfilm vastagságához ( $\delta$ ) viszonyított arányával jellemzik és a kapcsolatot hatodfokú hiperbolával közelítik:

$$\psi = \left( \frac{A}{\delta} \right)^6. \quad 7.$$

Nyilvánvaló, hogy a vízfilm vastagsága szoros kapcsolatban van a talajminta víztartalmával. Néhány közelítést felhasználva az összefüggés az alábbiak szerint határozható meg:

$$W = 4n \frac{\delta}{d_0} \left( 1 - \frac{\delta}{d_0} \right); \quad s = \frac{W}{n} = 4 \frac{\delta}{d_0} \left( 1 - \frac{\delta}{d_0} \right); \quad 8.$$

ahol  $d_0$  a hézagok átlagos átmérője, vagy annak a modellesőnek az átmérője, amely hidraulikailag azonos a hézagokból alkotott csatornák hálózatával (14. egyenlet). A 7. és a 8. egyenletek helyessége számított és mért paraméterek összehasonlításával igazolható [4].

Mint már korábban említettük, a dinamikai egyensúly állapotában a vízfilm felületi feszültsége ellensúlyozza a gravitáció hatását, amely arányos a vizsgált pont talajvíztükör feletti magasságával:

$$\psi = h \gamma. \quad 9.$$

Helyettesítve ezt az értéket a 8. egyenlettel együtt a 7. egyenletben, az egyensúlyi állapothoz tartozó függőleges talajnedvesség-eloszlás ( $W_{fc}$  vagy  $s_{fc}$ ) az alábbiak szerint határozható meg:

$$W_{fc} = \frac{A}{(h\gamma)^{1/6}} \frac{4n}{d_0} \left[ 1 - \frac{1}{d_0} \frac{A}{(h\gamma)^{1/6}} \right]; \quad 10.$$

$$s_{fc} = \frac{A}{(h\gamma)^{1/6}} \frac{4}{d_0} \left[ 1 - \frac{1}{d_0} \frac{A}{(h\gamma)^{1/6}} \right].$$

Az elméleti fejtegetést folytatva, a 7. egyenlet állandója — feltételezve, mint már említettük, hogy a vizsgált szemcsés halmaz homogén és így annak poruseloszlása is homogén — kifejezhető a talajfizikai paraméterek függvényeként ( $D_h$  hatékony átmérő;  $\alpha$  a szemcsék alakú tényezője és  $n$  hézagterfogat). Ez az elméleti összefüggés jól egyezik a mérések tapasztalati eredményeivel (4. ábra), kivéve a  $D_h/\alpha$  érték kitevőjét, amely elméletileg 1 és a kísérletekből

0,8-as érték adódik. Az eltérés magyarázható részben a teljes és a hatékony porozitás közötti különbséggel, részben azzal, hogy a pontszerű érintkezés a szemcsék között a durva szemcsék zónájában gyakrabban fordul elő, mint a finomszemcsék halmazában, és így az aktív szemcséfelület nagysága viszonylag csökken a finomszemcsésű üledékek felé haladva. Ezért elfogadható a gyakorlat számára az elméleti összefüggés egy egyszerűbb alakra hozott egyenlettel való helyettesítése (amelyet a 4. ábrán a szaggatott vonal ábrázol). Az elméleti és tapasztalati képletek összevetése az alábbi:

elméleti

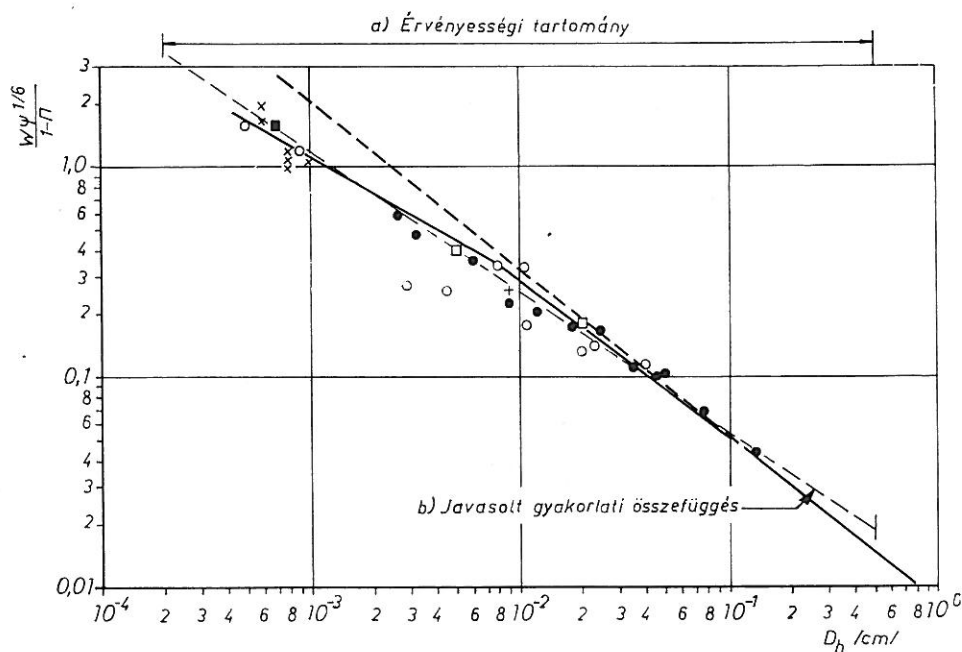
$$\frac{W\psi^{1/6}}{1-n} = C_1 \frac{\alpha}{D_h} \left(1 - \frac{C_2}{\psi^{1/6}} \frac{\alpha}{D_h}\right); \text{ érvényes ha}$$

$$\frac{C_2}{\psi^{1/6}} \frac{\alpha}{D_h} < 0,5; \quad 11.$$

tapasztalati

$$\frac{W\psi^{1/6}}{1-n} = 2,5 \cdot 10^{-3} \left(\frac{\alpha}{D_h}\right)^{2/3}; \text{ érvényes ha}$$

$$5 \cdot 10^1 > \frac{\alpha}{D_h} > 2 \cdot 10^1. \quad 12.$$



4. ábra

A  $W - \psi$  összefüggés alakulása a  $D_h$  hatékony átmérő függvényben



(A tapasztalati képletben a numerikus tényezőnek és az érvényességi tartomány korlátainak dimenziói vannak, a hatékony átmérőt ezért cm-ben kell helyettesíteni). A közölt egyenletek alapján a pF görbe felső részének helyzete meghatározható a talajminta talajfizikai paramétereinek ismeretében, vagy fordítva ezeket a paramétereket számítani lehet a görbe felső szakaszán végzett mérésekből. Figyelembe véve, hogy két ismeretlen paramétert (az  $n$ -t és a  $D_h/\alpha$  hányadost) kell meghatároznunk, elegendő két pont mérését elvégezni vagy több mérési pont esetén lehetőség nyílik az ellenőrzésre. A szükséges mérések alapján felmerül a KURON [6] és MITSCHERLICH [10]-féle higroszkópos nedvességtartalom alkalmazásának célszerűsége a pF görbe felső szakaszán. Annak ismeretében, hogy  $20^\circ$  állandó hőmérséklet biztosítása esetén a 10 és az 50%-os koncentrációjú kénsavval előállítható szívóhatás  $pF = 4,65$ , illetve  $pF = 6,16$  szívási értéknek felel, és figyelembe véve, hogy ezekhez a feltételekhez tartozó víztartalom-mérések pontosak és megfelelő pontossággal ismételhetők, a görbe és jellemző talajfizikai paraméterei egyszerű eszközökkel meghatározhatók. Ellenőrzésképpen a 20 vagy 30%-os kénsav koncentráció alkalmazása javasolható, amely a görbe  $pF = 5,28$ , illetve  $pF = 5,62$  szívási értékeknek megfelelő pontját adja.

## 2. A közbenső (vagy részlegesen telített zóna) jellemzése

A részlegesen telített zónában a dinamikai egyensúlyhoz tartozó víztartalom nagyobb, mint a 12. egyenletként felírt hatód fokú hiperbolából számítható érték. A többlet-telítődés létrejötte fizikailag azzal magyarázható, hogy működik az adhézió kívül egy másik erő is a gravitáció ellen, a kapillaritás.

A kapilláris erő jellemzésére általában a kapilláris emelési magasság használatos, amely egyenesen arányos a felületi feszültséggel ( $\omega$ ) és fordítottan a kapilláris hézagok vízszintes méretével (körszelvény esetén annak átmérőjével). Mind a felületi feszültség, mind az arányossági tényező az érintkező közegek anyagától függ. Így kvarc, víz és levegő (mint szilárd-, folyadék- és levegő-fázis) érintkezésekor  $d$  átmérőjű csőben a kapilláris szívásnak megfelelő vízoszlop magasság az alábbi egyszerű egyenletből számítható:

$$h_k [\text{cm}] = \frac{4\omega}{\gamma d} = \frac{0,30}{d [\text{cm}]} \quad 13.$$

Korábbi vizsgálatok alapján a hézagok valószínű átlagos ( $d_0$ ), minimális ( $d_1$ ) és maximális ( $d_2$ ) átmérője, a talajfizikai jellemzőknek, mint független változóknak függvényeként számítható [3]:

$$d_0 = 4 \frac{n}{1-n} \frac{D_h}{\alpha}; \quad d_1 = \frac{d_0}{1,5}; \quad d_2 = 1,25 d_0; \quad d_2 = 1,86 d_1. \quad 14.$$

A képlet levezetésének alapja olyan modelleső meghatározása volt, amelynek hidraulikai ellenállása azonos a pórusokból kialakult csatornákéval. STAKMAN [14] léghúborékos átszűrési méréseivel összehasonlítva bizonyítható, hogy a két szélső átmérőt egyben a valószínű legnagyobb és legkisebb hézagméretnek tekinthetjük.

A 13. egyenletbe  $d_1$  és  $d_2$  legkisebb és legnagyobb pórusátmérőket helyettesítve, a várható minimális és maximális kapilláris emelőmagasság számítható:

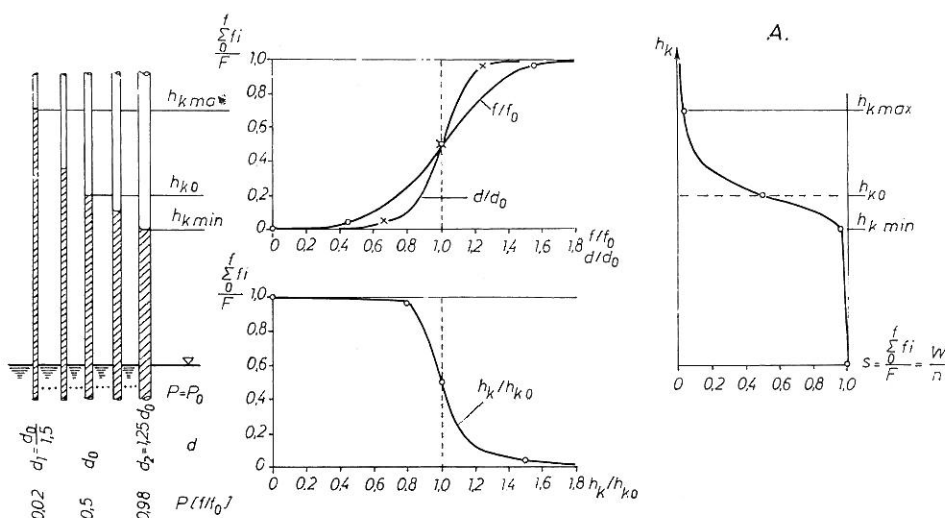
a zárt kapilláris  
zóna magassága

a nyílt kapilláris  
zóna magassága

$$h_{k \min} = \frac{0,30}{d_2}; \quad h_{k \max} = \frac{0,30}{d_1}. \quad 15.$$

A hézagok méretét valószínűségi értékeknek tekintve adott valószínűséget lehet mind a  $d_1$  mind a  $d_2$  mérethez rendelni, a különböző hézagméretek aránya pedig valószínűségi eloszlási függvénnyel jellemezhető. A pF görbe a szívás és a víztartalom közötti kapcsolatot írja le, így a nyílt kapilláris zónában kimutatja, hogy a hézagok hányad része telítődhet kapilláris módon a kérdéses  $h$  magasságban (amelyre fennáll a  $h_{k \max} > h > h_{k \min}$  egyenlőtlenség), vagy másként értelmezve, mi azoknak a hézagoknak az aránya, amelyeknek kapilláris szívómagassága  $h$ -val egyenlő vagy annál nagyobb (lásd 5. és 6. egyenleteket). Figyelembe véve a 13. egyenletet, ez az arány kizárólag a hézagátmértől függ és ezért a pF görbe ezen szakaszát ugyancsak valószínűségi eloszlási függvénnyel lehet közelíteni [13].

Feltételezve, hogy a pórusokból kialakult szabálytalan csatornákat különböző átmérőjű egyenes csövek helyettesítik, valamint ismerve a hézagméretek eloszlását, felírható az a kapcsolat, amely a talajvíztükör fölötti magasság és ebben a magasságban a vízzel teljesen telített hézagok keresztmetszetének a pórusok teljes területéhez viszonyított aránya között fennáll. A különböző méretű modelleső keresztmetszeti felületének az átlagos (a 14. egyenletből számítható  $d_0$ ) csőátmérőhöz tartozó felülethez viszonyított



5. ábra

Kapilláris vízemelés modellje egyenletes átmérőjű kapillárisokban.  $d$  = a modell cső átmérője;  $P(f/f_0)$  = a kisebb pórus keresztmetszet valószínűsége. A. Összefüggés a kapilláris szívás és a telítési tényező között

( $f/f_0$ ) értékeit felrakva a grafikon vízszintes tengelyére, a függőleges tengelyen pedig az  $f$ -nél kisebb keresztmetszeti felületek összegének a hézagok teljes felületével osztott értékét,  $\left(\frac{1}{F} \sum_0^f fi\right)$  ábrázolva, előállítható a hézagméret tapasztalati eloszlási görbéje (5. ábra).

Ha sok mintán végzett nagyszámú vizsgálat alapján meghatározható a három kiemelten kezelt átmérőnek ( $d_0, d_1, d_2$ ) a várható valószínűsége, akár állandónak adódnak ezek a paraméterek, akár a talajfizikai jellemzőknek a függvényei, megkereshetjük az így meghatározott pontba jól illeszkedő elméleti eloszlási görbék számszerű jellemzőit is. A választott eloszlásfüggvény paraméterei ugyanezekből az adatokból számíthatók.

Változtatlanul megtartva a függőleges tengelyt és bevezetve a vízszintes tengelyen az  $f/f_0$  helyett a  $d/d_0$  hányadost, a pórusméret eloszlás a hézagátmérő függvényében is meghatározható (lévén  $f$  és  $d^2$  azonos tulajdonságot kifejező paraméterek és így az új görbe előállítható a vízszintes tengely eredeti  $f/f_0$  ordinátáiból négyzetgyökvonással). Újabb transzformációval — a hézagátmérők  $d/d_0$  hányadosának reciprokértékeit (amelyek egyenlők a különböző kapilláris szívómagasság és azok átlagértékeinek hányadosaival  $d_0/d = h_k/h_{k0}$ ) a vízszintes tengelyre felrakva — ugyanezt az eloszlást a kapilláris szívómagasságtól (illetve a szívómagasság és átlagértékének hányadosától) függően fejezhetjük ki. Az ily módon meghatározott eloszlási görbe a hézagok teljes területét két részre osztja, egy a  $h_k$  szintig kapillárisan telítetre és olyanokra, amelyeknek hézagátmérője nagyobb mint a 13. egyenletből a kérdéses kapilláris szíváshoz számított érték. Így a  $h_k/h_{k0}$  hányadost szorozva  $h_{k0} = \frac{0,3}{d_0}$  -

val, meghatározható a kapillaritás hatására létrejövő kapcsolat a pórusok telítettsége és a kapilláris szívóhatás között, mint azt az 5. ábra utolsó grafikonja mutatja. Mivel a telítettségi tényező egyenlő a víztartalom és a hézag-tényező hányadosával, a grafikon (ha a vízszintes tengely értékeit  $n$ -nel szorozzuk) azonos lesz a talajnedvesség egyensúlyi eloszlását jellemző görbével abban a sajátos esetben, amikor csak a kapillaritás egyensúlyozza a gravitáció hatását és az adhézió elhanyagolhatóan kicsi.

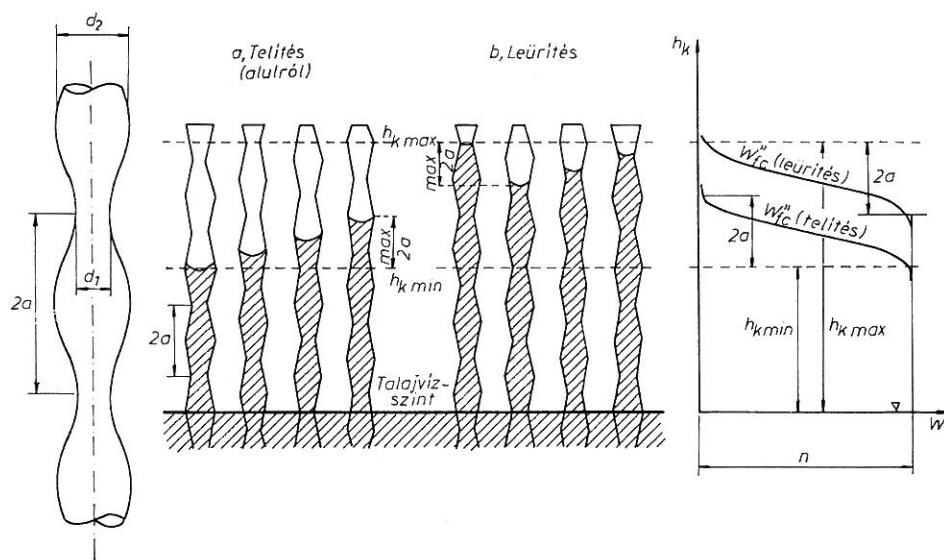
A hézagok szövevényes hálózata azonban változó keresztmetszetű csatornák rendszere és nem állandó átmérőjű egyenes csövekből áll. A kapilláris szívóhatást ezért nemcsak a vízszintes metszetben levő pórusméretek eloszlása befolyásolja, hanem a pórusátmérők függőleges irányú változása is. Ezért nem telítődik a hézagok egy része, ha a száraz talajminta alulról a talajvíz irányából nedvesedik át, ugyanakkor ugyanezek a hézagok képesek kapillárisan vizet visszatartani, amikor a minta teljes telítésével kezdődik a nedvesítési folyamat és a dinamikus egyensúly leürülési folyamat eredményeként állt elő. Ez a jelenség a pF görbe hiszterézise (az egyensúlyi állapotot jellemző görbe közel vízszintes szakasza mélyebben alakul ki, ha alulról a talajvíz irányából nedvesedik át a minta és magasabban, ha teljes telítettségből lecsapolással ürül le).

A hiszterézis jelenségét az irodalomban általában a csatornák változó átmérőjével magyarázzák („tintasüveg hatás”; ink-bottle effektus). Indokolt tehát olyan csövekből álló modellt választani az előzőekben vizsgált egyenes tengelyű, párhuzamos oldalfalú modelleszövek helyett, amelyeknek hossz-tengely irányú metszete két hullámvonalból áll és a hullámcúcsok egymástól

mért minimális távolsága  $d_1$ , a legnagyobb távolsága  $d_2$ , a hullám hosszúsága pedig  $2a$  (6. és 7. ábrák).

Először a 6. ábrán bemutatott modellt vizsgálva (amikor feltételezzük, hogy a pórusokat helyettesítő csőköteg minden csőve azonos, a  $2a$  érték állandó) látható, hogy a talajvíztükör felől, alulról töltve fel a csöveket vízzel, a legnagyobb (a  $d_1$  átmérőhöz tartozó) kapilláris emelőmagasság soha sem érhető el, ha a legnagyobb és legkisebb kapilláris szívóhatás közötti különbség nagyobb, mint a hullámhosszúság, mert a  $h_{k \min} < h < (h_{k \min} + 2a)$  zónában minden cső rendelkezik egy  $d_2$  átmérőjű keresztmetszélvénnyel és — minthogy az ehhez az átmérőhöz tartozó kapilláris emelkedés egyenlő  $h_{k \min}$ -nal — a vízszint emelkedése nem képes túlhaladni ezt a szintet. Az ellenkező folyamat játszódik le a rendszerben, amikor az telített és a dinamikus egyensúlyi állapot leürüléssel áll elő. Ebben az esetben a kapilláris emelési szint a  $h_{k \max} > h > (h_{k \max} - 2a)$  zónában kell legyen, mert ezen belül minden csőnek van  $d_1$  átmérőjű keresztmetszete, ahol a kapilláris szívás  $h_{k \max}$  nagyságú vízszloppal képes egyensúlyt tartani.

A valósághoz leghasonlóbb, különböző hullámhosszú hullámosfalú csövekből összeállított modell esetében a  $2a$  hullámhossz is valószínűségi változó (7. ábra). A minta alulról (a talajvízből) történő feltöltődését vizsgálva, a víz a  $h_{k \max}$  szintig emelkedhet kapillárisan a csövek némelyikében, amelyeknek a hullámhosszúsága nagyobb, mint a  $(h_{k \max} - h_{k \min})$  különbség, és ha helyzetük lehetővé teszi, hogy a kapilláris emelést ne korlátozza a legmagasabb szint alatt egy nagyátmérőjű csőszakasz. Más rövidebb hullámhosszúságú csövek esetében a kapilláris emelkedés a  $(h_{k \min} + 2a)$  szintig korlátozott, mint ahogy az előzőekben kifejtettük, vagy ha a hullám elég hosszú, de a legnagyobb kapilláris emelkedés szintje alatt nagy átmérővel rendelkezik a kér-



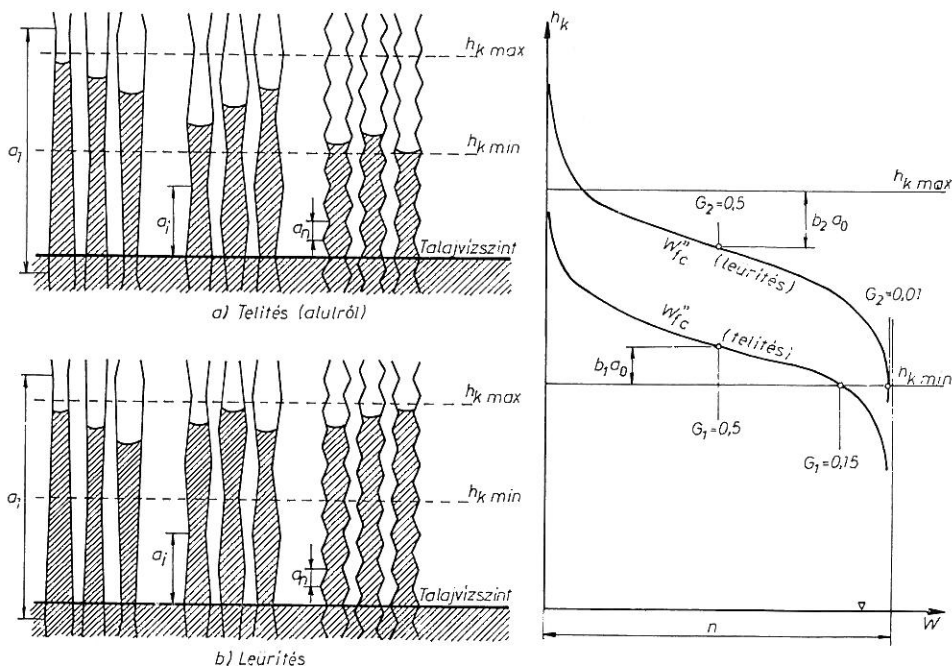
6. ábra

Kapilláris vízemelés és hiszterézis modellje változó átmérőjű de azonos kapillárisok esetén

déses cső azon a szinten, ahol a vízszlop súlyát, a szinthez tartozó átmérőnek megfelelő kapilláris szívás egyensúlyozza. Az átlagos (legvalószínűbb) kapilláris szívómagasság ebben az esetben a minimális kapilláris emelkedés és az ennek, valamint a legvalószínűbb hullámhosszúságnak ( $2a_0$ ) összegével jellemzett szint között van. A legvalószínűbb és a minimális kapilláris emelőmagasság közötti különbségről feltételezhető, hogy  $a_0$ -val arányos, és az arányossági tényező  $b_1$ . Hasonló összefüggés érvényes a rendszer leürülése esetén, de ekkor a legvalószínűbb kapilláris emelőmagasság a  $h_{k \max}$  szint alatt fog kialakulni, ugyanúgy a  $b_2 a_0$  távolságban (ebben az esetben  $b_2$  az arányossági tényező).

Figyelembe véve az egyenes csővel kapcsolatosan mondottakat, a hiszterézis zóna két határa is meghatározható eloszlás-függvény formájában. Ekkor azonban a  $d_0$ ,  $d_1$  és  $d_2$  várható valószínűségén kívül a  $b_1$  és a  $b_2$  arányossági tényezőt is meg kell határoznunk a talajfizikai adatoktól függően annak érdekében, hogy a közelítő elméleti eloszlási függvény típusa kiválasztható és annak paraméterei számíthatók legyenek. A szükséges vizsgálatok folyamatban vannak mind a  $b_1$  és  $b_2$  tényezőnek, mind pedig a legvalószínűbb hullámhosszúságnak ( $2a_0$ ) talajfizikai paraméterek függvényeként történő meghatározására.

A pórusátmérők valószínűségi jellege kifejeződik a pF görbe csaknem függőleges záró szakaszában is. Elméletileg minden pórus teljesen telített a zárt kapilláris zónában (a  $h_{k \min}$  alatt) így a második szakasz átmege a ( $\psi =$



7. ábra

Kapilláris vízelelés és hiszterézis modellje különböző hullámhosszú, hullámos falú kapillárisok esetén



$= \gamma h_{k \min}$ ;  $W = n$ ) ponton és a görbe függőleges vonalban végződik. Igazolódot azonban, hogy e szint alatt a hézagok csak részlegesen telítődnek. RÉTHÁTI [13] úgy találta, hogy a telítettség aránya ( $s = 0,85-1,0$ ) függ a szemeloszlási görbe egyenlőtlenségi együtthatójától és a minta kezdeti víztartalmától, de független mind a szemcseátmérőtől, mind a hézagtényezőtől. A tökéletlen telítődést részben a pórusokba zárt légbuborékok, részben a kis valószínűséggel előforduló nagy hézagok okozhatják. Ha a pF görbe közel vízszintes szakaszát leíró valószínűségi eloszlási függvény paramétereinek meghatározásakor a  $d_2$  átmérőt (és így a  $h_{k \min}$  értékét) a várható telítettségi foknak megfelelő, adott valószínűséggel vesszük fel, a pF görbe zárószakaszának tényleges alakja jól megközelíthető.

Így végül az egész talajnedvesség-egyensúlyi görbe — újra hangsúlyozva, hogy az elméleti kapcsolatok csak homogén szemcsés halmazokra jellemzők, szerkezetes talajok esetében csak a kapcsolatok jellegéről tájékoztatnak — összerakható két részből, A telítetlen zónában a hiperbola, az átmeneti zónában pedig a valószínűségi eloszlási függvény érvényes. (Ez utóbbi helyzete jellemző a hiszterézisre is, amint azt az előzőekben kifejtettük.) A nyílt kapilláris zónában a két görbének a 6. egyenlet szerinti összegződését is figyelembe kell venni (lásd 2. ábra).

### Következtetések

A dolgozat a telítetlen és átmeneti zónában levő talajnedvességre ható erőket, egyensúlyi állapotukat, és a talajszelvényben az egyensúlyt leíró erők hatására kialakuló függőleges talajnedvesség-eloszlását elemzi. A vizsgálatból levont legfontosabb következtetések az alábbiak:

1. A (területen mért) tényleges talajnedvességeloszlást csak a ható erők egyensúlyi állapotát jellemző nedvességtartalom-eloszlási görbével összevetve lehet értékelni. Az utóbbi megadja a víztartalom és a talajvíztükör fölötti magasság közötti összefüggést ebben az egyensúlyi állapotban (a talajnedvesség egyensúlyi állapotát jellemző görbe, amely közelítően azonos a pF görbével, ha az ozmótikus hatások — kémiai, hő- vagy elektro-osmosis — elhanyagolhatók).

2. A vízkapacitás (az a víztartalom, amelyet az adhézió és a kapillaritás a gravitációval szemben a talajban visszatart) teljesen különböző, ha azt egy talajszelvényre határozzuk meg, vagy egy elkülönített talajmintára. A gravitáció hatása a vízfilmek összefüggő rendszerében és a kapillárisan telített pórusokban azzal a szívóhatással jellemezhető, amely arányos a vizsgált pont talajvíztükör feletti magasságával, egy különválasztott talajmintában pedig a talaj víztartalmának súlyával. Ezért a tényleges vízkapacitás a vizsgált pont magasságának függvénye. A kapcsolat a talajnedvesség egyensúlyi állapothoz tartozó függőleges eloszlását ábrázoló görbével adható meg. Ez a görbe azonos az előző pontban leírt, a talaj nedvességvisszatartó képességét jellemző görbével. Egy talajszelvény nedvességvisszatartó képessége egyenlő a görbe és a függőleges tengely által közrezárt területtel.

3. A vízkapacitást a vizsgált pont helyzetétől függő változónak tekintve, a szabad (vagy gravitációs) porozitás értéke sem lehet állandó, mivel az a teljes hézagterfogat és a vízkapacitás különbsége. Ha a porozitást grafikusán,

a talajfelszín alatti mélység függvényében ábrázoljuk (homogén közeg esetén, amikor ez a grafikon a hézagterfogatot függőleges, állandó szélességű sávval jellemzi) a függőleges tengely és a porozitás görbéje közötti területet a talajnedvesség nyugalmi állapotát jellemző görbe felosztja egy a vízkapacitást, valamint a szabad hézagterfogatot jellemző területsávra.

4. A talajvíztükör fölötti réteget két zónára kell felosztani. A felső a telítetlen zóna, ahol a talajnedvességet a szemcséket körülvevő vékony vízfilm formájában tartja vissza a tapadó feszültség a gravitációval szemben és a hézagok közepe szabadon marad a levegő számára. Az átmeneti (vagy részlegesen telített) zónában, amely a talajvíztükör és a telítetlen zóna között helyezkedik el, néhány pórust a kapillaritás a víztükör felett is teljesen telít vízzel, míg más hézagokban (amelyek elég nagyméretűek és ezért a kapillaritás nem képes a vizsgált magasságban azokat telíteni), csak a tapadó feszültség hat a gravitációval szemben, vízfilmet hozva létre.

5. A telítetlen zónában a talaj nedvesség-visszatartó képességét jellemző görbe egyenlete a vízfilmek felületén ható feszültségnek és a gravitáció okozta szívásnak egyenlőségéből határozható meg. Az előbbi a vízfilm vastagságának a függvényében hatodfokú hiperbolával lehet közelíteni (Van der Waals erő), míg a gravitáció hatása arányos a talajvíztükör feletti magassággal. Minthogy a vízfilm vastagsága arányos a víztartalommal, végül is a nedvességtartalom és a talajvíztükör feletti magasság közötti összefüggés kifejezhető a telítetlen zónában a talaj nedvesség-visszatartó képességét kifejező görbe egyenletével.

6. A hézagok mérete valószínűségi változónak tekinthető. Így egy adott értéknél kisebb pórusoknak összege a teljes hézagterülethez viszonyítva — egy keresztmetszetben — valószínűségi eloszlási függvényként írható fel.

7. A kapilláris emelőmagasság fordítottan arányos a pórusátmérőkhöz. Ezért bizonyítható, hogy az a görbe, amely a talajvíztükör fölött valamely szinten a kapillárisan telített pórusok arányát a teljes hézagterfogathoz viszonyítottan megadja, szintén közelíthető eloszlási függvényvel, a magasságot valószínűségi változónak tekintve.

8. A hézagokból alkotott hálózat egy változó keresztmetszetű csatornarendszer. A kapilláris emelőmagasságot így nemcsak a hézagméreteknek a vízszintes metszetben való eloszlása, hanem a hézagátmérőkhöz függőleges változása is befolyásolja. Ezért nem telítődik némely pórus, amikor a száraz talajminta alulról a talajvíztükör irányából nedvesedik át, míg ugyanezek a hézagok kapillárisan képesek visszatartani a vizet, amikor a folyamat a minta teljesen telített állapotából indul és a dinamikus egyensúly leürülés folytán áll elő. Ez a jelenség a hiszterézis, amely az átmeneti zónában a  $W(h)$  görbe helyzetének a bizonytalanságát okozza. Két eloszlásfüggvényt kell ezért meghatározni, amelyek a hiszterézis lehetséges zónáját közrefogják.

9. A két valószínűségi eloszlási függvény típusát és paramétereit a vizsgált porózus közeg talajfizikai jellemzőiből kell meghatározni. Kísérletek alapján feltételezhető, hogy normál eloszlási függvény megfelelő és néhány számszerű paraméter korábbi mérésekből már ismertnek tekinthető. A szóbanforgó összefüggés tökéletes jellemzése azonban még további kísérleteket igényel.

10. Végeredményként kijelenthető, hogy az egész talajnedvesség egyensúlyi görbe (vagy a  $pF$  görbe, ha a közelítés elfogadható) két részből tehető össze, úgymint a telítetlen zóna hiperbolájából és az átmeneti zóna valószínűségi eloszlási függvényéből. Ez utóbbi helyzetét a hiszterézis befolyásolja,

ezért két eloszlási függvényt kell meghatározni, melyek a hiszterézis lehetséges tartományát közrefogják. A nyílt kapilláris zónában el kell végezni a hiperbola és az eloszlási görbe összegezését is.

## Irodalom

- [1] JUHÁSZ, J.: Hidrogeológia. Mérn. Továbbképző Int. M. 173. sz. kiadv. Budapest. 1967.
- [2] KOVÁCS, GY.: Characterization of Molecular Forces Influencing Seepage by Means of the pF Curve. *Agrokémia és Talajtan. Suppl.* 17. 1–12. 1968.
- [3] KOVÁCS, GY.: Seepage in saturated and unsaturated layers. *Bull. IAHS.* 2. 1971.
- [4] KOVÁCS, GY.: A szivárgás hidraulikája. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1971.
- [5] KOVÁCS, GY. & PÉCZELY, T.: A telítetlen zóna hidrológiai vizsgálata. Az IHS Project első értékelő körlevele. Kézirat. Budapest. 1973.
- [6] KURON, H.: Versuche zur Feststellung der Gesamtoberfläche an Erdböden, Tonen und verwandten Stoffen. IV.—V. *Z. Pflernähr. Düng. Bk.* 24. 257–277. 1932: 25. 179–187. 1932.
- [7] MADOS, L.: Öntözési és vízgazdálkodási tanulmányok a tiszafüredi öntözőrendszer területén. *Öntözésügyi Közlem.* 1. 89–150. 1939.
- [8] MADOS, L.: Talajismeretek hasznosítása a belvízrendezés terén. *Öntözésügyi Közlem.* 2. 199–232. 1940.
- [9] MAJOR, P.: Síkvidéki területek talajvízháztartási jellemzőinek vizsgálata. A párolgás és a beszivárgás vizsgálata a meteorológiai, talajtani és vegetációs tényezők függvényében. VITUKI. törzsszám 2152. Budapest. 1972.
- [10] MITSCHERLICH, E. A.: *Bodenkunde für Land- und Forstwirte.* Parey. Berlin. 1932.
- [11] PÉCZELY, T. & ZOTTER, K.: A pF görbe értelmezésének és mérési módszereinek összefoglalása. Kézirat. Budapest. 1973.
- [12] PHILIP, J. R.: The theory of infiltration. I. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 83. 345–357. 1957.
- [13] RÉTHÁTI, L.: A talaj kapillaritásának mérnöki vonatkozásai. *Vízügyi Közlem.* 112–146. 1960.
- [14] STAKMAN, W. P.: The relation between particle size, pore size and hydraulic conductivity of sand separates. *Publ. int. Ass. sci. Hydrol. (UNESCO Symp. on Water in the Unsaturated Zone, Wageningen.* 1966. 83. 373–383. 1968.
- [15] UNESCO: Talajvíz tanulmányok. Paris. 1972.

Érkezett: 1974. május 15.

## Soil Moisture Retention of Soil Profiles

G. KOVÁCS and T. PÉCZELY

Research Institute for Water Resources Development, Budapest (Hungary)

### Summary

The paper analyses the forces acting on soil moisture in the unsaturated and intermediate zone, the conditions of their balanced state, and the vertical moisture distribution of a soil profile developing due to the effect of these balanced forces. The most important conclusions drawn on the basis of these investigations are as follows:

1. The actual soil-moisture distribution (measured in the field) can be evaluated only by comparing it to a matching curve, which represents the dynamic balance of the acting forces, as well as the relationship of water content and elevation above the water table in this balanced condition (soil-moisture retention curve which is approximately equal to the pF curve, if the effect of chemical-, electric- and thermal osmosis is negligible).

2. Field capacity (i.e. the water content retained in the soil against gravity by adhesion and capillarity) is quite different if it is determined for a soil profile and for a

separated sample. The effect of gravity in the continuous system of water films and capillary saturated pores can be characterized with a suction proportional to the elevation of the investigated point above the water table, while in a separated sample it is measured with the weight of the soil's water content. Thus real field capacity is a function of the height of the investigated point and can be described with a curve showing the balanced condition of the vertical moisture distribution. This curve is identical with the soil-moisture retention curve mentioned in the previous paragraph. The moisture retention capacity of the profile is equal to the area surrounded by the curve and the vertical axis.

3. If field capacity is regarded as a variable depending on the position of the investigated point, the value of free (or gravitational) porosity cannot be a constant either because it is the difference of total porosity and field capacity. If porosity is represented in a graph as a function of the depth below the surface (in the case of homogeneous media this graph characterizes porosity with a vertical stripe of constant width) the area between the vertical axis and the curve of porosity is divided by the soil-moisture retention curve: one part of the stripe represents field capacity and the other gravitational porosity.

4. The layer above the water table has to be divided into two zones. The upper zone is the unsaturated one, where the water is retained against gravity by adhesion, in the form of thin water films surrounding the grains and the middle of pores is free for air. In the transition (or partially saturated) zone, which lies between the unsaturated zone and the water table, some pores are completely filled with water raised by capillarity above the water table, while in other pores (which are large and, therefore, capillarity can not saturate them at the investigated elevation) only adhesion acts against gravity, by creating water films.

5. In the unsaturated zone the equation of moisture retention curve can be determined by equalling tension on the surface of water films to suction caused by gravity. The former can be approximated with a hyperbole of the sixth order (VAN DER WAALS force) as a function of the thickness of the water film while the effect of gravity is proportional to the elevation above the water table. As the thickness of the water film is proportional to the water content, the relationship between moisture content and the height above the water table can be expressed with the equation of the soil-moisture retention curve in the unsaturated zone.

6. The size of pores can be considered as a random value, and the ratio of pores smaller than a given value to the total area of pores in a cross-section can be described by a probability distribution curve.

7. Capillary rise is inversely proportional to pore diameter. It can be proved, therefore, that the curve showing the ratio of pores saturated by capillarity at a given elevation above the water table to the total area of pores can also be approximated by a distribution curve if the height is considered as a random variable.

8. The network composed of pores is a system of channels with changing cross-section. The capillary height is influenced therefore not only by the distribution of pore-sizes in a horizontal section but by the vertical change of pore-diameters as well. This is the reason, why some pores are not saturated when the dry sample is wetted from the direction of the water table, while the same pores can retain capillary water when the process starts with the complete saturation of the sample, and the dynamic equilibrium is achieved by drainage. This phenomenon is the hysteresis, which causes the uncertainty of the position of the  $W(h)$  curve in the transition zone. Two distribution curves must be determined, therefore, encircling the possible zone of hysteresis.

9. The type and the parameters of the two probability curves are determined as functions of the soil physical characteristics of the investigated porous medium. On the basis of previous experiments it can be supposed that the use of normal distribution function is adequate, and some of the numerical parameters are already known from previous measurements. The complete characterization of the relationship in question requires, however, further experiments.

10. On the basis of the above the conclusion may be drawn that the whole soil-moisture retention curve (or the pF curve, if the approximation is acceptable) can be composed of two parts, viz. the hyperbole for the unsaturated zone and the probability distribution function in the transition zone. The position of the latter is influenced by hysteresis and, therefore, two distribution curves must be determined, which encircle the possible zone of hysteresis. In the open capillary zone the superposition of the hyperbole and the relevant distribution curve must also be considered.

*Fig. 1.* Distribution of the soil's solid-, liquid- and air phases within the soil profile.  $x$  = depth below the surface;  $h$  = height above the water table;  $W_{fc}$  = point-like value of field capacity;  $H$  = depth of the water table;  $n$  = total porosity;  $n_0$  = gravitational

porosity; szilárd fázis = solid phase; folyadék fázis = liquid phase; levegő fázis = air phase; talajnedvesség = soil moisture; gravitációs talajvíztér = gravitational ground-water sapce;  $W$  in volume percentage.

*Fig. 2.* The effect of hysteresis on the pF curve.  $h_{kmax}$  = maximum height of capillary rise;  $h_{kmin}$  = minimum height of capillary rise;  $W_{fc}$  = field capacity in the unsaturated zone;  $W_{fc}'$  = field capacity in the closed capillary zone;  $W_{fc}''$  = field capacity in the open capillary zone;  $n$  = porosity;  $n_c$  = capillary porosity;  $n_a$  = pores under the influence of adhesion. a) drainage; b) average curve; c) wetting (from below).

*Fig. 3.* Moisture retention (pF) curve. Horizontal axis: soil moisture in volume percentage.

*Fig. 4.*  $W - \psi$  relationship as a function of the effective diameter ( $D_h$ ). a) validity zone; b) proposed empirical relationship.

*Fig. 5.* The model of capillary rise in straight pipes.  $d$  = diameter of the model pipe;  $P(f/f_0)$  = the probability of smaller pore cross-section. A. Relationship between capillary suction and saturation.

*Fig. 6.* The model of capillary rise and hysteresis in identical pipes of different diameters. a) wetting (from below); b) drainage. Talajvízszint = level of water table.

*Fig. 7.* The model of capillary rise and hysteresis in pipes of different diameters and wave lengths a) wetting (from below); b) drainage.

## Capacité de rétention en eau des profils de sol

G. KOVÁCS et T. PÉCZELY

Institut de Recherches pour l'Aménagement des Eaux, Budapest (Hongrie)

### Résumé

Dans l'étude présente on donne une analyse des forces agissant sur l'humidité du sol dans les zones insaturées et intermédiaires, leurs conditions dans l'état balancé ainsi que la distribution verticale de l'humidité dans le profil de sol développée sous l'action de ces forces balancées. Les plus importantes conclusions tirées des expériences sont les suivantes:

1. La distribution effective de l'humidité du sol (mesurée au champ) ne pouvait être évaluée qu'en l'ajustant à une courbe représentant la balance dynamique des forces agissantes. On en voit les rapports entre la teneur en humidité et l'élévation au-dessus du plan d'eau dans ces conditions balancées (la courbe de rétention en eau du sol est approximativement identique à la courbe pF si les effets de l'osmose chimique, électrique ou thermique sont négligeables).

2. La capacité de rétention au champ (soit la teneur en eau retenue dans le sol par l'adhérence et la capillarité contre la gravité) est tout à fait différente si elle est déterminée dans le profil entier ou dans un échantillon séparé. L'effet de la gravité dans le système continu des eaux pelliculaires et dans les pores saturés par capillarité peut être caractérisé avec la succion proportionnelle à l'élévation au-dessus du plan d'eau du point examiné; alors que dans un échantillon de sol séparé il est mesuré avec le poids de l'eau dans le sol. Ainsi la capacité de rétention au champ effective est une fonction de l'élévation d'un point donné et peut être représentée par une courbe donnant l'état balancé de la distribution verticale de la teneur en eau. Cette courbe est identique à celle mentionnée caractérisant la rétention en eau du sol. La capacité de rétention en eau d'un profil est égale à la surface circonscrite par la courbe et l'axe vertical.

3. En regardant la capacité de rétention au champ comme une variable dépendant de la position du point examiné, la valeur de la porosité libre (ou de gravitation) ne peut être constante non plus, car elle est la différence entre la porosité totale et la capacité de rétention au champ. Si la porosité est représentée en graphique comme la fonction de la profondeur au-dessous de la surface (au cas d'un milieu homogène où la porosité est caractérisée sur le diagramme par une strie verticale de largeur constante), la surface entre l'axe vertical et la courbe de porosité est divisée par la courbe de rétention en eau; ainsi l'une des surfaces représente la capacité de rétention au champ et l'autre la porosité de gravitation.



4. La couche au-dessus du plan d'eau doit être divisée en deux zones. La zone supérieure est insaturée où l'eau est retenue contre la gravité par l'adhérence dans la forme des pellicules d'eau minces entourant les grains; le milieu des pores reste libre pour l'air. Dans la zone intermédiaire (ou saturée partiellement) se trouvant entre la zone insaturée et le plan d'eau, quelques pores sont entièrement remplis d'eau par montée capillaire même au-dessus du plan d'eau, tandis que dans d'autres pores (qui sont grands et c'est pourquoi ils ne peuvent pas être saturés par ascension capillaire dans l'élévation examinée) ce n'est que l'adhérence qui agit contre la gravité en formant de l'eau pelliculaire.

5. Dans la zone insaturée, l'équation de la courbe de rétention en eau peut être déterminée par l'égalité entre la tension sur la surface des eaux pelliculaires et la succion causée par la gravité. Celle-là est approchée à l'aide d'une hyperbole au sixième degré (force de VAN DER WAALS) en fonction de l'épaisseur des pellicules d'eau, tandis que l'effet de la gravité est proportionnel à l'élévation au-dessus du plan d'eau. L'épaisseur des pellicules d'eau étant proportionnelle à la teneur en eau, le rapport entre l'humidité et l'élévation au-dessus du plan d'eau peut être exprimé enfin par l'équation de la courbe représentant la capacité de rétention en eau du sol dans la zone saturée.

6. La dimension des pores peut être considérée comme une variable de probabilité. Ainsi la proportion des pores inférieurs à une dimension donnée, comparée à l'espace total des pores — en coupe transversale — peut être représentée par une courbe de distribution de probabilité.

7. La montée capillaire est inversement proportionnelle aux diamètres des pores. C'est pourquoi on peut prouver que la courbe montrant, à une certaine élévation au-dessus du plan d'eau, la proportion des pores saturés par l'ascension capillaire à l'espace total des pores est approchée avec la courbe de distribution, si l'élévation est considérée comme une variable de probabilité.

8. Le réseau des pores est un système de canaux avec des sections transversales différentes. La montée capillaire est influencée ainsi non seulement par la distribution des pores suivant leur volume dans la section horizontale, mais aussi par le changement vertical des diamètres de pore. Pour cette raison quelques pores ne sont pas saturés quand l'échantillon sec est humidifié en sens du plan d'eau, tandis que ces mêmes pores peuvent retenir l'eau par force capillaire si le processus commence en état de saturation complète de l'échantillon et l'équilibre dynamique est atteinte par drainage. Ce phénomène est l'hystérésis causant l'incertitude de la position des courbes  $W/h$  dans la zone transitoire. Alors, on doit déterminer deux courbes de distribution qui encadrent la zone possible de l'hystérésis.

9. Le type et les paramètres des deux courbes de probabilité sont déterminés en fonction des caractéristiques de physique du sol du milieu poreux examiné. À base des expériences on peut supposer que la fonction de distribution normale est utilisable, et certains paramètres numériques sont connus des mesurages précédents. Pourtant la description entière du rapport en question exige encore des expériences supplémentaires.

10. En conclusion on peut établir que la courbe entière de la rétention en eau du sol (ou courbe  $pF$  si l'approximation est acceptable) est composée de deux parties, et cela de l'hyperbole pour la zone insaturée et la fonction de distribution probable pour la zone transitoire. La position de cette dernière est influencée par l'hystérésis, ainsi deux courbes de distribution sont à déterminer qui encadrent la zone possible de l'hystérésis. Dans la zone capillaire ouverte on doit considérer la superposition de l'hyperbole et de la courbe de distribution relative.

*Fig. 1.* Distribution des phases solide, liquide et d'air dans le profil de sol.  $x$  = profondeur au-dessous de la surface;  $h$  = hauteur au-dessus du plan d'eau;  $W_{fc}$  = valeur de capacité de rétention au champ de sorte de point;  $H$  = profondeur du plan d'eau;  $n$  = porosité totale;  $n_0$  = porosité de gravitation; szilárd fázis = phase solide; folyadék fázis = phase liquide; levegő fázis = phase d'air; talajnedvesség = humidité de sol; gravitációs talajvíztér = espace de l'eau souterraine de gravitation;  $W$  en pourcentage de volume.

*Fig. 2.* Effet de l'hystérésis sur la courbe  $pF$ .  $h_{k\max}$  = hauteur maximum de la montée capillaire;  $h_{k\min}$  = hauteur minimum de la montée capillaire;  $W'_{fc}$  = capacité de rétention au champ dans la zone insaturée;  $W'_{fc}$  = capacité de rétention au champ dans la zone capillaire close;  $W'_{fc}$  = capacité de rétention au champ dans la zone capillaire ouverte;  $n$  = porosité;  $n_c$  = porosité capillaire;  $n_a$  = pores influencés par l'adhérence; a) drainage; b) courbe de moyenne; c) humectage (par en dessous).

*Fig. 3.* Courbe de rétention de l'humidité ( $pF$ ). Axe horizontal: humidité de sol en pourcentage de volume.

*Fig. 4.* Rapport  $W-\psi$  en fonction du diamètre effectif ( $D_h$ ). a) Zone de validité; b) rapport empirique proposé.

*Fig. 5.* Modèle de la montée capillaire dans des tubes capillaires de diamètre uniforme.  $d$  = diamètre du tube modèle;  $P(f/f_0)$  = la probabilité de la section transversale de pore plus petite. A. Rapport entre la succion capillaire et la saturation.

*Fig. 6.* Modèle de la montée capillaire et l'hystérésis dans des tubes identiques aux diamètres différents. a) Humectage (par en dessous); b) drainage. Talajvízszint = plan de l'eau phréatique.

*Fig. 7.* Modèle de la montée capillaire et l'hystérésis dans des tubes aux diamètres et longueurs d'onde différents. a) Humectage (par en dessous); b) drainage.

## Водоудерживающая способность почвы

Дь. КОВАЧ и Т. ПЕЦЕЛИ

Научно-исследовательский институт водного хозяйства, Будапешт (Венгрия)

### Резюме

Изучали силы, действующие на почвенную влагу в ненасыщенной и переходной зонах, состояние равновесия и вертикальное распределение влажности по почвенному профилю под влиянием уравнивающих сил. Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие заключения:

1. Действительное распределение влажности (измеренной в полевых условиях) можно охарактеризовать, сравнивая с кривой распределения влажности в условиях равновесия действующих сил. Последняя показывает взаимосвязь между содержанием влаги и высотой над уровнем грунтовой воды в момент равновесия (кривая, характеризующая равновесное состояние влаги, приблизительно тождественная кривой  $rF$ , если пренебречь осмотическое влияние — химический, тепловой или электро-осмос).

2. Влагоемкость (содержание влаги, которая удерживается в почве адгезионными и капиллярными силами) значительно различается при определении ее в почвенном профиле или в отдельных почвенных образцах. Гравитационное влияние в системе сплошной пленочной воды и в порах капиллярной воды можно охарактеризовать тем всасывающим давлением, которое пропорционально высоте изучаемой точки над уровнем грунтовой воды, а в отдельных образцах — содержанию воды в весовых единицах. Поэтому действительная влагоемкость есть функция высоты изучаемой точки. Взаимосвязь можно выразить кривой вертикального распределения влаги в определенный момент ее равновесного состояния. Эта кривая тождественна кривой, описанной в пункте 1., характеризующей водоудерживающую способность почвы. Водоудерживающая способность почвы характеризуется плоскостью, заключенной между кривой распределения влажности и осью ординат.

3. Влагоемкость, в зависимости от места определения, является величиной переменной, свободная (или гравитационная) порозность также не может быть постоянной, ибо является разностью между общей порозностью и влагоемкостью. Если графически изобразить распределение порозности по глубине (в случае однородной среды, когда на графике порозность изображается одинаковой толщины вертикальной прямой), то кривая, характеризующая равновесное состояние влаги разделит плоскость между ординатой и кривой порозности на отрезки, характеризующие влагоемкость почвы и объем свободных пор.

4. Слой над уровнем грунтовой воды можно разделить на две зоны. Верхняя — ненасыщенная зона, где вода удерживается в почве в форме пленочной влаги и внутренняя часть пор остается свободной для воздуха. В переходной или частично насыщенной зоне, расположенной между зеркалом грунтовых вод и ненасыщенной зоной, одна часть пор полностью занята капиллярной водой, другая их часть (большие по размеру поры и поэтому вода не может капиллярно подниматься до изучаемой высоты) занята пленочной водой.

5. Уравнение кривой, характеризующей водоудерживающую способность почвы в ненасыщенной зоне, можно вывести из равенства между напряженностью на поверхности водных пленки и гравитационным давлением всасывания. Вышеуказанное, в зависимости от толщины пленки, можно выразить гиперболой в шестой степени (силы Ван-дер-Ваальса), а гравитационное влияние пропорционально высоте над уровнем грунтовых вод. Поскольку толщина пленки находится в зависимости от содержания влаги, связь между влажностью и высотой над зеркалом грунтовых вод можно выразить уравнением кривой, характеризующей водоудерживающую способность почвы в ненасыщенной зоне.

6. Размер пор можно принять за случайную величину. Так, при одном определенном значении сумма более мелких пор по отношению к общей порозности — в одном поперечном сечении — может быть выражена как функция вероятного распределения.

7. Высота капиллярного поднятия обратно пропорциональна диаметру пор. Поэтому кривая, показывающая какую часть от общей порозности занимают капиллярно-насыщенные поры в любом слое над зеркалом грунтовых вод, может быть выражена функцией распределения, принимая высоту за случайную величину.

8. Сеть пор в поперечном сечении представляет собой систему каналов. Таким образом, на высоту капиллярного поднятия оказывает влияние не только распределение пор по размерам в горизонтальном сечении, но и вертикальное изменение диаметров пор. Поэтому то и не происходит полного насыщения некоторых пор при увлажнении сухой почвы при подпитывании от зеркала грунтовых вод, хотя те же поры способны капиллярно удерживать воду при обезвоживании почвенного образца, при постоянном снижении динамического равновесия. Это явление гистерезиса, которое в переходной зоне приводит к неустойчивости положения кривой  $W(h)$ . Поэтому необходимо определять две кривые, ограничивающие область гистерезиса.

9. Два типа кривых гистерезиса и их параметры определяют по физическим показателям изучаемой пористой среды. По данным проведенных опытов можно предполагать, что для этого вполне пригодны нормальные функции распределения, а за параметры можно принять данные некоторых измерений. Но для более точного выражения зависимости необходимо проводить дальнейшие опыты.

10. Обобщая результаты исследований можно сказать, что кривые равновесия влаги в почвенном профиле (или кривые  $pF$  при приемлемом приближении) могут состоять из двух частей — в ненасыщенной зоне из гиперболы, а в переходной зоне из кривой возможного распределения. На расположение последней оказывает влияние гистерезис, поэтому необходимо определять две кривые, ограничивающие область гистерезиса. В зоне открытой капиллярной воды надо суммировать гиперболу и кривую распределения.

*Рис. 1.* Соотношение между твердой, жидкой фазой и воздухом в почвенном профиле.  $x$  = глубина от поверхности;  $h$  = высота над уровнем грунтовой воды;  $W_{fc}$  = влагоемкость по отдельным местам взятия образцов;  $H$  = глубина залегания уровня грунтовых вод;  $n$  = общая порозность;  $n_0$  = гравитационная порозность; *szilárd fázis* = твердая фаза;  *folyadék fázis* = жидкая фаза;  *levegő fázis* = почвенный воздух;  *talajnedvesség* = влажность почвы;  *gravitációs talajvíztér* = гравитационное водное поле.

*Рис. 2.* Влияние гистерезиса на кривые  $pF$ .  $h_{k\ max}$  — самая высокая точка поднятия капиллярной воды;  $h_{k\ min}$  — минимальная высота поднятия капиллярной воды;  $W'_{fc}$  = влагоемкость ненасыщенной зоны;  $W'_{fc}$  = влагоемкость закрытой капиллярной зоны;  $W''_{fc}$  = влагоемкость открытой капиллярной зоны;  $n$  = порозность;  $n_c$  = капиллярная порозность.  $n_a$  = объема пор, находящихся под влиянием сил сцепления. а) обезвоживание. б) среднее. в) насыщение (снизу).

*Рис. 3.* Кривые ( $pF$ ) равновесного состояния влаги. По оси абсцисс — влажность в объемных процентах.

*Рис. 4.* Формирование  $W-T$  в зависимости от активного диаметра  $D_h$ . а) область действительности. б) предлагаемая практическая зависимость.

*Рис. 5.* Модель капиллярного поднятия в капиллярах одинакового поперечного сечения.  $d$  = диаметр модельной трубки;  $P/f/f_0$  = возможное поперечное сечение мелких пор. А. Зависимость между капиллярным всасыванием и фактором насыщения.

*Рис. 6.* Модель капиллярного поднятия и гистерезиса в одних и тех же капиллярах, но различных по диаметру. а) насыщение (снизу). б) обезвоживание.  *Talajvízszint* = уровень грунтовой воды.

*Рис. 7.* Модель капиллярного поднятия и гистерезиса в различных четочных капиллярах. а) насыщение (снизу). б) обезвоживание.